

ژئوشیمی و تحلیل فرکتال انکلاوها در توده گرانودیوریتی دهبالا برای بررسی فرایند هیبریداسیون ماگمایی

زینب فرامحمدی^۱، علی کنعانیان^۲ و محسن الیاسی^۳

^۱ کارشناسی ارشد، دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران

^۲ استاد، دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران

^۳ دانشیار، دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۰۶/۱۰ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۵/۰۹/۱۴

چکیده

توده نفوذی دهبالا در محدوده ۴۵ کیلومتری جنوب باختر شهرستان بویین‌زهرا در استان قزوین رخمون دارد. این توده دارای انکلاوهای میکروگرانولار مافیک بسیار با اشکال گرد شده و بیضوی و با اندازه‌های ۲ تا بیشینه ۳۰ سانتی‌متر است. انکلاوها از موزودیوریت، دیوریت و گابرویدیوریت و سنگ‌های میزبان بیشتر از گرانودیوریت تشکیل شده‌اند. حضور بافت‌های عدم تعادل همچون درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز با سطوح تحلیلی و بافت غربالی، کوارتز اولی و آپاتیت‌های سوزنی در انکلاوها می‌تواند نشانگر رخداد آمیختگی ماگمایی در توده نفوذی دهبالا باشد. توزیع عناصر اصلی و فرعی و خاکی کمیاب به روشنی تبادل میان ماگماهای فلسیک میزبان و انکلاوها را در طی آمیختگی ماگمایی بازتاب می‌دهد. غنی‌شدگی غیر عادی REE در انکلاوها نسبت به سنگ فلسیک میزبان، نشانه ماهیت متفاوت دو ماگمای فلسیک و مافیک به وجود آورنده این دو سنگ و ناهمگنی شکلی ایجاد شده در انکلاوها (ابعاد فرکتال) ناشی از فرایندهای آمیختگی ماگمایی است. ابعاد فرکتال انکلاوها میان ۱/۱۴ تا ۱/۲۹ متغیر است. رده ۱/۲۹ بالاترین فراوانی را در نمودار ستونی نشان می‌دهد. بر پایه بعد فرکتال (D_{box}) انکلاوها، نسبت لگاریتم گرانروی گرانودیوریت میزبان به انکلاو، طیفی از ۰/۵۶ تا ۰/۹۶ را نشان می‌دهد و مد آن در نمودار ستونی ۰/۹۶ است. بیشتر انکلاوها در توده نفوذی دهبالا با محتوای سیلیس نزدیک به ۵۶ درصد و مقادیر بالای ابعاد فرکتال مشخص می‌شوند. این مسئله آمیختگی کم ماگمای مافیک انکلاوها با ماگمای فلسیک میزبان را تأیید می‌کند و نشانه افزایش اختلاف گرانروی میان ماگماهای گرانودیوریت میزبان و انکلاوهاست.

کلیدواژه‌ها: انکلاوهای میکروگرانولار مافیک، گرانودیوریت، آمیختگی ماگمایی، ابعاد فرکتال، گرانروی.

E-mail: kananian@khayam.ut.ac.ir

* نویسنده مسئول: علی کنعانیان

۱- پیش‌نوشتار

استثنایی برای مطالعه تکامل تضادهای رتولژیکی میان ماگماها در طی واکنش ماگماهای مافیک و فلسیک در نظر گرفته می‌شوند. رخمون‌های بسیاری از توده‌های نفوذی بیشتر گرانیتویدی در جنوب باختر بویین‌زهرا برونزد دارند. بیشتر این توده‌ها میزبان انکلاوهای میکروگرانولار هستند و ویژگی‌های ژئوشیمیایی نوع I را نشان می‌دهند (طباخ شعبانی، ۱۳۶۹). برخی از این توده‌ها از جمله توده نفوذی حاجی‌آباد دارای انکلاوهای میکروگرانولار مافیک هستند که با توجه به شکل، رنگ و بافت، اختلاط ماگمایی و واکنش‌های ژئوشیمیایی میان ماگماهای حاصل از گوشته و پوسته را بازتاب می‌کنند (صفرزاده، ۱۳۸۶). هدف از این مطالعه فراهم کردن یک رویکرد جدید برای برآورد ناهمگنی شکلی ایجاد شده توسط فرایند اختلاط است. در این پژوهش نشان داده می‌شود که مطالعه اشکال انکلاوها و برآورد بعد فرکتال آنها با استفاده از هندسه فرکتال، می‌تواند برای برآورد لگاریتم نسبت گرانروی سنگ میزبان و انکلاو و همچنین میزبان هیبریداسیون انکلاوها مفید باشد. در این راستا برای بررسی میزان هیبریداسیون انکلاوها و واکنش شیمیایی میان انکلاوها و سنگ میزبان از داده‌های ژئوشیمیایی و مطالعات سنگ‌نگاری نیز استفاده شده است.

۲- روش مطالعه

۲۴ نمونه عکس صحرائی از انکلاوها و سنگ میزبان به منظور مشخص کردن سطح تماس میان انکلاوها و سنگ‌های میزبان برای اندازه‌گیری بعد فرکتال انکلاوها گرفته شد. مطالعات سنگ‌نگاری روی ۶۰ مقطع نازک انجام شد. ۱۰ نمونه از سنگ‌های میزبان و ۶ نمونه از انکلاوهای میکروگرانولار مافیک از توده نفوذی دهبالا بر پایه ویژگی‌های کانی‌شناسی و بافتی با کمترین دگرسانی انتخاب و به منظور انجام تجزیه‌های ژئوشیمیایی به آزمایشگاه ALS-Chemex به کشور ایرلند فرستاده شدند. عناصر اصلی این نمونه‌ها با روش ICP-AES و عناصر فرعی به روش

اختلاط ماگما یک فرایند پویا و وابسته به حرکات مذاب در مخازن ماگمایی است. حرکات مذاب‌های مختلف در مخزن ماگمایی مسئول تولید شواهد اختلاط ماگمایی در سنگ‌هاست (Perugini and Poli, 2012). انکلاوهای میکروگرانولار مافیک یکی از معمول‌ترین شواهد اختلاط ماگمایی در محیط‌های پلوتونیک هستند (Didier and Barbarin, 1991). این گونه انکلاوها را می‌توان گلبول‌هایی از یک ماگمای مافیک در نظر گرفت که در یک ماگمای میزبان تزریق و تا حدی با آن آمیخته شده‌اند (Vernon, 1984; Perugini et al., 2003; Barbarin, 2005; Kocak et al., 2011). کارهای تجربی نشان داده است که هنگامی که مذاب‌های سیلیکاته با ترکیبات عنصری متفاوت در تماس با هم قرار می‌گیرند؛ بیشتر توسط فرایندهای انتشار به سوی متعادل شدن پیش می‌روند (Wang et al., 2015). انتشار شیمیایی یکی از مهمترین فرایندهای انتشار میان انکلاوهای مافیک و ماگمای فلسیک میزبان است که به دلیل اختلاف ترکیب دو ماگما رخ می‌دهد. انتشار شیمیایی عناصر اصلی، فرعی و خاکی کمیاب میان گرانودیوریت‌ها و انکلاوهای میکروگرانولار مافیک در طی فرایندهای اختلاط ماگمایی توسط پژوهشگران مختلف مورد بررسی قرار گرفته است (Didier and Barbarin, 1991; Tindle, 1991; Perugini and Poli, 2002).

مطالعات تجربی نشان می‌دهد فرکتال‌های طبیعی در نتیجه حرکت‌های آشفتنه (Chaotic) به وجود می‌آیند (Ottino et al., 1988). اختلاط ماگما را نیز می‌توان یک فرایند آشفتنه (Chaotic) در مخازن ماگمایی در نظر گرفت که سبب ظهور ساختارهای فرکتال می‌شود (Perugini and Poli, 2012). انکلاوهای ماگمایی در محیط‌های درونی نزدیک به محل تزریق ماگمای مافیک درون ماگمای فلسیک گسترش می‌یابند و با اشکال گوناگون دیده می‌شوند. سطح تماس میان دو ماگمای مافیک و فلسیک ساختار فرکتال دارد و بازتاب‌کننده تضاد گرانروی میان دو ماگماست (Perugini and Poli, 2005). بنابراین انکلاوهای مافیک به عنوان شاهدان

بزرگ خورده شده دیده می‌شوند که توسط کانی‌های زود متبلور شده دربرگرفته شده‌اند؛ همچون بیوتیت‌های ریزدانه که بیشتر نیز کلریتی شده‌اند (کوارتز اوسلی). بلورهای درشت ارتو کلاز با بافت پویی کیلیتیک دیده می‌شوند. بلورهای پلاژیو کلاز یا به صورت درشت بلورهایی با سطوح تحلیلی و بافت غربالی دیده می‌شوند و یا به صورت بلورهای ریز کشیده در زمینه قرار دارند. کانی‌های مافییک در آنکلاوها شامل هورنبلند، بیوتیت و پیروکسن‌های اورالیتی است. تمرکز بالاتری از کانی‌های فرعی همچون اسفن و آپاتیت در آنکلاوها نسبت به سنگ‌های میزبان دیده می‌شود. آپاتیت معمول‌ترین کانی فرعی در بیشتر آنکلاوهاست. این کانی به صورت بلورهای سوزنی شکل در آنکلاوها و با فراوانی زیادتر نسبت به گرانودیوریت‌های میزبان دیده می‌شود؛ اما در گرانودیوریت‌ها به صورت بلورهای منشوری و ستبر حضور دارند. مشاهدات سنگ‌نگاری نشان می‌دهند که آنکلاوهای میکروگرانولار مافییک، گلبول‌هایی از ماگمای مافییک هستند که پس از قرارگیری در ماگمای فلسیک میزبان به طور اولیه سریع سرد و متبلور شده‌اند. حضور بافت‌های عدم تعادل همچون بافت‌های پویی کیلیتیک در مگا کریست‌های فلدسپار، حضور پلاژیو کلازهای کوچک تکه‌تکه در پلاژیو کلازهای بزرگ، لخته‌های مافییک، پلاژیو کلازهایی با بافت غربالی، زونینگ ترکیبی و سطوح تحلیلی، بیوتیت‌های خورده شده در هر دو زوج آنکلاو و میزبان و سوزن‌های آپاتیت و کوارتزهای اوسلی در آنکلاوها به عنوان تغییرات شیمیایی و یا گرمایی مذاب در طی رشد بلور و شواهدی از رخداد اختلاط ماگمایی به شمار می‌روند (Baxter and Feely, 2002; Grogan and Reavy, 2002).

۵- ویژگی‌های ژئوشیمیایی

بر پایه نمودار R1-R2 (De la Roche et al., 1980) سنگ‌های توده با ترکیب اسیدی ($\text{SiO}_2=64/2-66/9$) بیشتر در قلمرو گرانودیوریت‌ها، و آنکلاوهای میکروگرانولار با ترکیب مافییک- حدواسط ($\text{SiO}_2=52/8-58/2$) در میدان مونزدیوریت، دیوریت و گابرو دیوریت جانمایی می‌شوند (شکل ۳). گرانودیوریت‌ها دارای محتوای متغیری از Al_2O_3 (۱۴/۸-۱۶)، $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{t})$ (۴-۵/۲۶)، CaO (۳/۴۴-۴/۱۶)، MgO (۱/۴۱-۱/۹۹) و K_2O (۳/۴۴-۴/۱۶) هستند. آنکلاوها نسبت به گرانودیوریت‌های میزبان محتوای بالاتری از Al_2O_3 (۱۶/۳-۱۷)، $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{t})$ (۷/۹-۹/۹۹) و CaO (۵/۲-۷)، MgO (۲/۹-۳/۸۱) و TiO_2 (۰/۹۱-۱/۱۲) دارند. P_2O_5 (۰/۱۷-۰/۲۶) و مقادیر پایین تری از K_2O (۱/۱۷-۲/۵۲) دارند.

تفاوت ژئوشیمیایی آشکاری میان آنکلاوهای میکروگرانولار مافییک (MMES) و گرانودیوریت‌های میزبان در نمودارهای تغییرات سیلیس دیده می‌شود. گرایش‌های خطی برای اکسیدهای عناصر اصلی آنکلاوها و میزبان با یک شکاف ترکیبی مشخص شده است. در آنکلاوهای مافییک محتوای Al_2O_3 ، Fe_2O_3 ، Na_2O ، P_2O_5 ، TiO_2 و MgO و MnO و CaO بالاتر از سنگ‌های میزبان و محتوای SiO_2 و K_2O پایین تر است (شکل ۴).

در الگوهای تغییرات عناصر فرعی محتوای Y ، Sr و Nb و V در آنکلاوها نسبت به گرانودیوریت‌ها بالاتر است (شکل ۵). روندهای غیرخطی برای برخی عناصر فرعی می‌تواند توسط حرکات آشفته (غیرخطی) نیز تولید شود (Perugini et al., 2008; Slaby et al., 2011).

گرانودیوریت‌های میزبان در الگوهای عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده با کندریت (Boynton, 1984)، یک الگوی مقعر با تفریق‌شدگی متوسط در REE و غنی‌شدگی در LREES نمایش می‌دهند ($(\text{La}/\text{Yb})_n \approx 7/13-10/7$). الگوی عناصر خاکی کمیاب در آنکلاوهای مافییک نیز به صورت مقعر متوسط دیده می‌شود ($(\text{La}/\text{Yb})_n = 4/8-7$). گرانودیوریت‌های میزبان و آنکلاوهای مافییک محتوای بالایی از REE (t) دارند و غنی‌شدگی نسبی از LREES نشان می‌دهند. غنی‌شدگی REE آنکلاوها نسبت به سنگ‌های میزبان بیشتر است. آنکلاوها با مقادیر بالاتر $(\text{REE}(t) \approx 163/8)$ نسبت به سنگ‌های توده مشخص شده‌اند ($(\text{REE}(t) \approx 133/21)$). آنکلاوها از عناصر خاکی کمیاب سنگین $(\text{Gd}/\text{Yb})_n = 1/36-1/51$) نسبت به

ICP-MS در این آزمایشگاه اندازه‌گیری شد. نتایج تجزیه ژئوشیمیایی آنکلاوها و سنگ میزبان و مقادیر بعد فرکتال آنکلاوها به منظور بررسی میزان هیبریداسیون آنکلاوها و برآورد لگاریتم نسبت گرانروی میزبان فلسیک به آنکلاوها مورد استفاده قرار گرفت (جدول‌های ۱ و ۲).

۳- زمین‌شناسی منطقه

توده نفوذی استوک مانند ده‌بالا بخشی از فعالیت ماگمایی گسترده ارومیه- دختر در پهنه ایران مرکزی به شمار می‌رود، که در محدوده ۴۵ کیلومتری جنوب باختر شهرستان بوین‌زهر در جنوب استان قزوین رخمون دارد. مجموعه آتشفشانی ارومیه- دختر (UDMA)، کمر بند ماگمایی نوع آندی با روند شمال باختر- جنوب خاور است که توسط فرورانش مورب سنگ کره اقیانوسی نوتیس به زیر صفحه ایران مرکزی تشکیل شده است (Falcon, 1974; Berberian and King, 1981; Agard et al., 2011). یکی از ویژگی‌های مجموعه آتشفشانی ارومیه- دختر، تزریق توده‌های نفوذی بر اثر فاز فشاری اواخر ائوسن و اوایل الیگوسن (فاز تکتونیک پیرنن) (آقنابتی، ۱۳۸۳) در ردیف‌های آتشفشانی- رسوبی به سن ائوسن است. توده نفوذی ده‌بالا در منتهی‌الیه جنوب خاوری نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ دانسفهان (خیارج) (اقلیمی، ۱۳۷۸) و در مرکز نقشه ۱/۲۵۰۰۰۰ ساوه (نوگل سادات و هوشمندزاده، ۱۹۸۴)، در طول‌های جغرافیایی $49^{\circ} 49'$ تا $49^{\circ} 55'$ خاوری و عرض‌های جغرافیایی $35^{\circ} 29'$ تا $35^{\circ} 33'$ شمالی قرار دارد. این توده در ردیف‌های آتشفشانی- رسوبی ائوسن به سن ائوسن میانی و بالایی تزریق شده و هاله دگرگونی گرمایی کمی در سنگ‌های میزبان ایجاد کرده است. سنگ‌های آتشفشانی میزبان این توده بیشتر شامل آندزیت‌های پیروکسن دار با کمی گدازه‌های داسیتی تا آندزیتی، سنگ‌های آذرآواری اسیدی و سنگ‌های رسوبی شامل آهک نومولیتی است (شکل ۱). آنکلاوها با اشکال گرد شده و بیضوی با اندازه‌های مختلف دو تا ۳۰ سانتی‌متر در توده نفوذی ده‌بالا دیده می‌شوند. آنکلاوهای با اشکال پیچیده همچون پوسته‌های لایه‌لایه شده، اشکال شلیرن و به شدت کشیده شده دیده نمی‌شوند. سطح تماس آنها با سنگ‌های میزبان ناگهانی است و بافتی دانه‌ریز تر از میزبان دارند. آنکلاوها دارای رنگی تیره‌تر نسبت به سنگ‌های میزبان و بدون هرگونه جهت‌یافتگی هستند. در حاشیه آنکلاوها کانی‌های درشت‌دانه فلدسپار دیده می‌شود.

۴- سنگ‌نگاری

توده نفوذی ده‌بالا با ترکیب سنگ‌شناسی بیشتر گرانودیوریتی، دانه متوسط تا دانه درشت، از فازهای اصلی کوارتز، پلاژیو کلاز، فلدسپار پتاسیم، بیوتیت، آمفیبول و کلینوپیروکسن و فازهای فرعی آپاتیت، زیرکن، تیتانیت و کانی کدر تشکیل شده است. بلورهای کوارتز به صورت فازهای بینابینی حضور دارد. بلورهای ارتو کلاز با ماکل دوتایی در اندازه‌های کوچک تا بزرگ حضور دارند و همچنین ارتو کلازهای درشت و بی شکل با بافت پویی کیلیتیک دارای بلورهای پلاژیو کلاز، آمفیبول و کانی‌های آپاتیت و کدر دیده می‌شوند. پلاژیو کلاز با ماکل تکراری و با بافت‌های غربالی، پویی کیلیتیک و سطوح تحلیلی دیده می‌شود. کانی‌های مافییک شامل بیوتیت و آمفیبول و پیروکسن با اندازه‌ها و شکل‌های متفاوت هستند. کانی‌های مافییک به همراه کانی‌های کدر و اسفن تشکیل لخته‌های مافییک می‌دهند.

نوع کانی‌های تشکیل دهنده گرانودیوریت‌ها و آنکلاوها مشابه است اما در آنکلاوها محتوای بلورهای پلاژیو کلاز و اجزای مافییک مانند بیوتیت و هورنبلند فراوان‌تر هستند و کوارتز و فلدسپار پتاسیم کمتر دیده می‌شوند. اندازه کانی‌ها در آنکلاوها چندین برابر از گرانودیوریت‌های میزبان کوچک‌تر است. آنکلاوها در زیر میکروسکوپ بافت گرانولار تا میکروگرانولار دارند. حاشیه انجماد سریع در همبری برخی از آنکلاوها با سنگ میزبان مشهود است؛ به گونه‌ای که در نزدیکی میزبان دانه‌های آنکلاو ریزتر و به سوی مرکز آنکلاو درشت‌تر می‌شوند. در سطح تماس میان آنکلاو و میزبان، بلورهای فلدسپاری دیده می‌شوند که نیمی از آنها درون آنکلاو و نیم دیگرشان درون سنگ میزبان حضور دارد. بلورهای کوارتز یا به صورت فازهای بینابینی و یا بلورهای

شبکه هستند که می‌توانند به آسانی فعالیت کنند و پس از اختلاط به سرعت به سوی همگن‌شدگی پیش روند. مرسوم‌ترین انتقال عناصر اصلی از ماگمای فلسیک میزبان به انکلاوهای ماگمایی مافیک، انتقال آلکالی‌ها یعنی عناصر K و Na است. دلیل اصلی برای حرکت انتشاری سریع آلکالی‌ها به عنوان عناصر اصلی تشکیل دهنده شبکه، بار الکتریکی پایین آنهاست (+1). هر عنصر با شعاع اتمی و بار الکتریکی بزرگ‌تر، ضریب انتشار کمتری دارد (Rolinson, 1993). با این وجود محتوای پایین‌تر K_2O در انکلاوها نسبت به میزبان بیانگر انتشار ضعیف K_2O از ماگمای فلسیک به ماگمای مافیک است (Kumar and Pieru, 2010). همچنین سرد شدن سریع انکلاوها در مرز میان میزبان با انکلاو سبب کند شدن فرایند تبادل آلکالی‌ها می‌شود (Wiebe et al., 1997).

انکلاوهای میکروگرانولار مافیک در سراسر جهان نسبت به سنگ‌های میزبانشان REE و به ویژه HREE بیشتری دارند و تفریق ضعیف‌تری از LREE/HREE نشان می‌دهند (Barbarin, 1991). محتوای بالاتر HREE در انکلاوها شاید به دلیل تمرکز بیشتر کانی‌های فرعی باشد. محتوای بالاتر REE در انکلاوها می‌تواند نتیجه مهاجرت این عناصر از میزبان فلسیک باشد که سبب تبلور فراوان کانی‌های فرعی میزبان REE (زیرکن و اسفن) می‌شود (Sawka, 1988). کارهای تجربی نشان می‌دهد که مواد فرار، Nb، Zr، Sr، Rb، P، K و LREE در طی واکنش ماگمایی مافیک-فلسیک به منظور کاهش فعالیت به سوی ترکیب مافیک‌تر مهاجرت می‌کنند (Baker, 1990; Tate et al., 1997). بی‌هنجاری منفی Ti و Nb در انکلاوها احتمالاً نتیجه تبادل شیمیایی میان ماگماهای مشتق از گوشته و ماگمای میزبان پیرامون آنهاست (Rudnick and Gao, 2003; Yang et al., 2007). انکلاوها دارای مقادیر $A/CNk = [molar Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)]$ پایین‌تر از گرانودیوریت‌های میزبان هستند؛ بنابراین چنین تغییرات شیمیایی بیان می‌کند که دو عضو پایانی به عنوان اعضای اصلی برای پیدایش انکلاو و سنگ‌های میزبان هیبرید خود واکنش داده‌اند (Barbarin and Didier, 1992; Wiebe et al., 1997; Perugini et al., 2003).

فرایندهای هیبریداسیون در انکلاوها انتشار شیمیایی را هدایت می‌کند. انتشار عناصر اصلی میان ماگمای مافیک و فلسیک در کل تمایل به سوی تعادل ترکیبی دارد (Debon, 1991). انکلاوها از گرانودیوریت‌های ده‌بالا شواهدی برای تبادل شیمیایی نشان می‌دهند که بیشتر مربوط به هیبریداسیون ناشی از آمیختگی است. در نمودارهای هارکر، ارتباط منفی میان SiO_2 و برخی اکسیدهای اصلی دیده می‌شود (Fe_2O_3 , MgO , MnO , CaO , TiO_2 , P_2O_5).

بر پایه ویژگی‌های ژئوشیمیایی انکلاوها، می‌توان سه مرحله هیبریداسیون را با توجه به محتوای سیلیس انکلاوها (Tindle, 1991) شناسایی کرد:

- انکلاوهای با کمترین هیبریدشدگی که با محتوای SiO_2 کمتر از 55 wt% مشخص می‌شوند (نمونه با شماره DA5).

- انکلاوهای با کمی هیبریدشدگی که با محتوای SiO_2 نزدیک به 56 wt% مشخص می‌شوند (نمونه‌ها با شماره DA1، DA40، DA41 و DA43).

- انکلاوهای با هیبریدشدگی متوسط که با محتوای SiO_2 نزدیک به 58 wt% مشخص می‌شوند (نمونه با شماره DA42).

انکلاوهای موجود در گرانودیوریت‌های ده‌بالا عموماً در مرحله ۲ هستند. آنها کمی هیبریدشدگی با سنگ‌های فلسیک میزبان را تجربه کرده‌اند.

مرحله ۱ سرد شدن سریع انکلاوها را نشان می‌دهد؛ بنابراین ترکیب این انکلاوها به منبع مافیک نزدیک‌تر است. مرحله ۲ و ۳ سرد شدن کندتر انکلاوها را نمایش می‌دهد بنابراین انکلاوها در اثر تبادل شیمیایی با ماگمای فلسیک کمی تغییر ترکیب داده‌اند.

محتوای غنی‌تر Al_2O_3 ، TiO_2 ، MgO و $Fe_2O_3(t)$ انکلاوها نسبت به میزبان نشان‌دهنده این است که این عناصر به اندازه کافی میان ماگماهای مافیک و اسیدی میزبان تبادل نشده‌اند. بنابراین تبادل ناکامل برخی عناصر اصلی میان انکلاو و میزبان، نشانه سرد شدن سریع ماگماهای مخلوط شده و ناکافی بودن زمان برای انجام تبادلات بوده است.

سنگ‌های توده $(Gd/Yb)_n = 1/19 - 1/38$ غنی‌شدگی بیشتری نشان می‌دهند. هم انکلاوها و هم سنگ‌های میزبان الگوی مسطح و تفریق نشده عناصر خاکی کمیاب سنگین دارند (شکل ۶-الف).

در الگوی عناصر فرعی بهنجار شده با ترکیب گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989)، گرانودیوریت‌های و انکلاوها از LILE غنی‌شدگی و از HFSE تهی‌شدگی نشان می‌دهند. گرانودیوریت‌ها بی‌هنجاری منفی متوسط P ، Ti ، Nb و Ba دارند؛ اما انکلاوها دارای الگوی ویژه‌ای هستند، آنها از عناصر P ، Ti ، Sm ، Lu ، Dy ، Y ، Yb نسبت به سنگ‌های توده غنی‌شدگی و از عناصر Ba و Zr نسبت به سنگ‌های توده تهی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۶-ب).

۶- انتشار و تبادل شیمیایی

در این بخش با توجه به فرارگیری انکلاوها درون سنگ‌های گرانودیوریتی میزبان، احتمال انجام تبادلات شیمیایی میان ماگماهای سازنده این دو بخش مورد بررسی قرار می‌گیرد. انتشار اتم‌ها یا مولکول‌ها یک فرایند خود به خود است که به دلیل تمرکزهای متفاوت محتوای انرژی یا ترکیب شیمیایی در فازهای جامد، مایع و گاز رخ می‌دهد (Best, 1982). به‌طور کلی، انتشار از محلی با انرژی و یا غلظت زیاد به سوی محلی با انرژی و یا غلظت کمتر است. انتشار هر اتم یا مولکول نه تنها به غلظت خود آنها بلکه به غلظت دیگر اجزای سامانه وابسته است (Bindeman and Davis, 1999). در سامانه‌های آذرین دو فرایند اصلی برای تبادلات شیمیایی معرفی شده است: ۱) مهاجرت مواد فرار و سیال از جز فلسیک به جز مافیک (Wiebe, 1973; Vernon, 1983) که این امر سبب کاهش گرانروی جزو مافیک و در نتیجه افزایش نرخ انتشار می‌شود (Watson, 1981؛ ۲) انتشار عناصر به دلیل تفاوت ترکیب دو محیط (Vogel et al., 1984; Kouchi and Sunagawa, 1985). تجزیه‌های عناصر اصلی و کمیاب نشان می‌دهد که تبادل عنصری میان انکلاوها و سنگ‌های میزبان رخ داده است. فرایند انتشار شیمیایی به دلیل تبادلات گرمایی، مکانیکی و انجام واکنش‌های شیمیایی میان ماگماهای مافیک و فلسیک همسن روی می‌دهد. تبادل گرمایی بسیار سریع‌تر از تبادل مکانیکی یا شیمیایی رفتار می‌کند (Barbarin and Didier, 1992). تبادل شیمیایی بیشتر پس از تعادل گرمایی روی می‌دهد زیرا نرخ انتشار گرمایی در مذاب‌های سیلیکاتی بیشتر سه تا پنج برابر بزرگ‌تر از انتشار شیمیایی است (Fernandez and Barbarin, 1991; Barbarin and Didier, 1992).

گرانودیوریت‌ها و انکلاوهای ده‌بالا از دید فراوانی برخی عناصر اصلی با یکدیگر متفاوتند. فراوانی عناصر فرعی نیز در انکلاوها یا بیشتر از سنگ میزبان و یا مشابه با آن است. عناصر فرعی در انکلاوها و گرانودیوریت‌ها روندهای تا حدودی یکسان در الگوهای بهنجار شده با گوشته اولیه نشان می‌دهند. تشابه در ترکیب برخی عناصر کمیاب میان انکلاوها و میزبان ناشی از انتشار و تعادل دوباره نسبی، به عنوان یک نتیجه طبیعی از مدل اختلاط/آمیختگی است (Xiong et al., 2011; Zhao et al., 2012). درجه تعادل ژئوشیمیایی معمولاً تابع زمان است؛ به گونه‌ای که اگر زمان برای اختلاط ناکافی باشد، سامانه به همگنی ژئوشیمیایی نمی‌رسد (Leshner, 1990). مطالعات تجربی شواهدی برای انتشار Si و آلکالی‌ها از جزو فلسیک به مافیک فراهم کرده است، اما برای انتشار عناصر Mg ، Ca و Fe در سوی مخالف، شواهد کمتری مطرح شده است (Johnston and Wyllie, 1988). این مهاجرت در فاصله‌های خیلی کوتاه در محل تماس با قطعه‌های مافیک رخ می‌دهد، افزایش سطح تماس میان دو جزو، از راه قطعه‌قطعه شدن جز مافیک در جز فلسیک سبب افزایش تبادلات شیمیایی می‌شود (Gamble, 1979; Kouchi and Sunagawa, 1985).

رفتار ژئوشیمیایی عناصر طی اختلاط ماگمایی به‌طور قابل ملاحظه‌ای متفاوت است (Leshner, 1990). عناصر اصلی در مذاب سیلیکاتی اجزای تشکیل‌دهنده شبکه (بیشتر به‌صورت تتراهدرال) هستند؛ بنابراین انتشار و همگن‌شدگی در طی اختلاط ماگمایی برای عناصر اصلی مشکل است؛ با این حال عناصر فرعی اجزای بدون

۷- اندازه‌گیری ابعاد فرکتال انکلاوها در توده نفوذی ده‌بالا

انکلاوهای میکروگرانولار مافیک در گرانودیوریت‌های ده‌بالا به اشکال گرد و بیضی با اندازه‌های میان ۲ تا ۳۰ سانتی‌متر دیده می‌شوند. تغییرات ریخت‌سنجی در انکلاوها متأثر از میزان آمیختگی و جریان ماگمایی است؛ بنابراین پیشنهاد می‌شود که شکل انکلاوها به شدت تابع حرکات خطی تا آشفته حاصل از برهم‌کنش ماگماهای مافیک و فلسیک در مخازن ماگمایی باشد (Vernon et al., 1988; Kumar et al., 2004). نیروهای همرفتی که سبب آمیختگی و آشفته‌گی پی‌درپی در مخزن ماگمایی می‌شوند، عامل پراکنده شدن انکلاوها در ماگمای میزبان هستند (De Campos et al., 2011). محل تماس یا مرز میان انکلاوها و میزبان ناهموار یا نامنظم است. این ناهمگنی شکلی در مرز میان میزبان و انکلاو به عنوان ساختارهای فرکتال قابل اندازه‌گیری است. اما باید توجه داشت که نتایج این اندازه‌گیری‌ها به شدت به تشخیص دقیق مرز میان انکلاو و میزبان وابسته است.

از سطح دوبعدی ۲۴ نمونه انکلاو برای تصویر کردن سطح تماس میان انکلاوها و میزبان عکس گرفته شد. این تصاویر با استفاده از نرم‌افزار ImageJ به تصاویر دوتایی (Binary) تبدیل و در این تصاویر دوتایی انکلاوها و میزبان توسط پیکسل‌های سیاه و سفید از یک دیگر تفکیک شدند. برای برآورد و کاهش خطا، فرایند پیدا کردن مرز دقیق میان انکلاو و میزبان چندین بار تکرار شد. پیچیدگی‌های ریخت‌شناسی انکلاوها از روی بعد فرکتال آنها برآورد شده است (Mandelbrot, 1989).

بعد فرکتال انکلاوها به روش شمارش مربعی (Box-Counting) به دست می‌آید (D_{box})؛ به این صورت که روی هر تصویر دوتایی سیاه و سفید، سکاسی از شبکه‌های مربعی شفاف با اندازه‌های متفاوت (r) قرار می‌گیرد و تعداد مربع‌هایی (N) که حاوی مرز بین دو محیط است شمارش می‌شود ($N = r^{-D_{box}}$).

الگوهای فرکتال انکلاوها توسط روش شمارش مربع و با استفاده از فرمول زیر به دست آمده است (Mandelbrot, 1982):

$$\text{Log}(N) = -D_{box} + \text{Log}(r)$$

شیب خط نمودار $\text{Log}(N)$ در برابر $\text{Log}(r)$ برابر $-D_{box}$ است. همان‌گونه که در شکل ۷ دیده می‌شود از تصویر A تا C به ترتیب مقادیر D_{box} انکلاوها کاهش می‌یابد. کاهش بعد فرکتال انکلاوها با کاهش پیچیدگی‌های ریخت‌شناسی انکلاوها همراه است. مقادیر D_{box} انکلاوها در ۲۴ نمونه میان ۱/۱۴ تا ۱/۲۹ متغیر (جدول ۳) و در نمودار ستونی مد آن ۱/۲۹ است (شکل ۸).

در طی اختلاط ماگمایی دو منطقه ساکن و فعال به وجود می‌آید (Perugini et al., 2003). با توجه به اینکه انکلاوهای ماگمایی در مناطق ساکن تشکیل می‌شوند که تبادلات شیمیایی کمتری دارند؛ عناصر نمی‌توانند به اندازه کافی میان ماگمای مافیک انکلاو و ماگمای اسیدی میزبان مبادله شوند. بنابراین آنها نماینده ترکیب ماگمای مافیک اولیه هستند (ماگمای مافیکی که در فرایند اختلاط شرکت کرده است) (Perugini et al., 2003). البته با گذشت زمان، انکلاوها به تدریج ترکیب اولیه خود را از دست می‌دهند، زیرا ترکیب انکلاوها در اثر تبادل شیمیایی تغییر می‌کند. حضور بلورهای متعلق به ماگمای میزبان (مگا کریست‌های فلدسپار پتاسیم و کوارتزهای اوسلی) در ماگمای انکلاوها و همچنین حضور بلورهای فلدسپار پتاسیمی که نیمی از آنها درون انکلاو و نیم دیگرشان در میزبان قرار دارند؛ در کنار تبدیل شدن فاز پیروکسن به فازهای فرومینیزین آب‌دار مانند آمفیبول و بیوتیت، پیشنهاد می‌کند که در طی اختلاط ماگمایی، سیال‌ها از ماگمای فلسیک میزبان به ماگمای مافیک مهاجرت کرده‌اند (Ku-mar, 2010). فاز سیال حاصل از ذوب بخشی یا ذوب کامل کانی‌های موجود در ماگمای فلسیک می‌تواند سبب آلودگی و رقیق شدن ماگماهای انکلاو با ماگمای فلسیک شود (Perugini et al., 2003; Perugini and Poli, 2004). در واقع انکلاوهای میکروگرانولار مافیک، بخش‌هایی از ماگمای مافیک هستند که دستخوش درجات متفاوتی از اختلاط با ماگمای میزبان شده‌اند و از آنجا که با شدت‌گیری میزان اختلاط ماگمایی از بعد فرکتال انکلاوها کاسته می‌شود، بنابراین کاهش بعد فرکتال انکلاوها همراه با کاهش پیچیدگی‌های ریخت‌شناسی آنها بازتابی از آلودگی بیشتر ماگمای انکلاوها با ماگمای

اسیدی به شمار می‌رود (Perugini et al., 1999). بنابراین هر چه سطح تماس میان انکلاو و میزبان نامنظم‌تر و یا به عبارتی بعد فرکتال انکلاوها بیشتر باشد، میزان اختلاط میان ماگماهای مافیک و فلسیک کمتر خواهد بود. بر عکس هر چه سطح تماس میان انکلاو و میزبان منظم‌تر باشد، بعد فرکتال انکلاوها کاهش می‌یابد و نشان‌دهنده درجه بالای اختلاط ماگماهای مافیک و فلسیک خواهد بود. همان‌گونه که در شکل A ملاحظه می‌شود، افزایش پیچیدگی ریخت‌شناسی در انکلاوها، سبب افزایش بعد فرکتال می‌شود و نزدیک‌تر بودن ترکیب آن به عضو انتهایی مافیک (ماگماهای حاصل از گشته) را بیان می‌کند. با توجه به اینکه بیشتر انکلاوها در توده نفوذی ده‌بالا با ابعاد فرکتال بالا مشخص می‌شوند و شمار کمی از آنها دارای بعد فرکتال پایین هستند، می‌توان نتیجه گرفت که ترکیب انکلاوها در توده نفوذی ده‌بالا به ترکیب گشته نزدیک‌تر است و کمی آمیختگی با ماگمای فلسیک را بیان می‌کند. داده‌های ژئوشیمیایی نیز تأیید می‌کنند که انکلاوها در توده نفوذی ده‌بالا به ترکیب گشته تمایل دارند و کمی آمیختگی با ماگمای میزبان را در سرگذشت خود ثبت کرده‌اند.

۸- گرانروی

گرانروی مذاب‌های سیلیکاتی چگونگی جابه‌جایی و انتقال ماگماها را کنترل می‌کند. از ادغام نتایج آنالیز فرکتال و آزمایش‌های دینامیک سیال‌ها، معلوم شده است که هر چه همبری میان دو مذاب فلسیک و مافیک ناهموارتر باشد (بعد فرکتال انکلاوها بیشتر باشد)، اختلاف گرانروی میان دو محیط بیشتر است (Perugini and Poli, 2005). بر همین اساس رابطه تجربی زیر برای برقراری ارتباط میان پیچیدگی ریخت‌شناسی همبری میان دو سیال با گرانروی سنگ میزبان و انکلاو (VR) معرفی شده است (Perugini and Poli, 2005):

$$\text{Log}(VR) = 0.013 * e^{3.34 * D_{box}}$$

این رابطه تجربی برای دو سیالی برقرار می‌شود که در هنگام فرایند اختلاط در کنار هم قرار می‌گیرند و نشان می‌دهد که افزایش پیچیدگی ریخت‌شناسی در محل همبری دو سیال، بیانگر افزایش اختلاف گرانروی میان دو محیط است (Albert et al., 2014). شرط استفاده از این رابطه در محیط‌های ماگمایی آن است که در هنگام اختلاط، ماگماها تبلور چندانی را پشت سر نگذاشته باشند و بتوان آنها را به عنوان سیال در نظر گرفت. در این پژوهش بر پایه رابطه بالا و با استفاده از بعد فرکتال ریخت‌شناسی انکلاوها، نسبت گرانروی میزبان به انکلاو، میان ۰/۵۶ تا ۰/۹۶ به دست آمده است (جدول ۳) و همان‌گونه که در شکل ۹ دیده می‌شود، در نمودار ستونی، مد آن ۰/۹۶ را نشان می‌دهد.

اطلاعات شکل ۱۰ تأکید دارد که میان ابعاد فرکتال انکلاوها و لگاریتم نسبت گرانروی رابطه مستقیم وجود دارد. هنگامی که اختلاف گرانروی افزایش می‌یابد، پیچیدگی‌های سطح تماس نیز افزایش می‌یابد (افزایش بعد فرکتال) که این امر نشانگر اختلاط کمتر ماگمای مافیک با ماگمای فلسیک است و نشان می‌دهد که ترکیب انکلاو به عضو انتهایی مافیک نزدیک‌تر است. البته در صورتی که فرایند انتشار و آمیختگی ادامه پیدا کند، در پایان منطقه اختلاط همگن‌تر می‌شود و در پی آن لگاریتم اختلاف گرانروی کاهش می‌یابد و انکلاوهایی با D_{box} پایین‌تر تولید می‌شوند (Albert et al., 2014). از آنجایی که انکلاوهای میکروگرانولار مافیک در توده نفوذی ده‌بالا بیشتر شکل‌های گرد شده و بیضی‌شکل نشان می‌دهند و انکلاوهای با اشکال پیچیده همچون پوسته‌های لایه لایه شده، شکل‌های شلیرن و به شدت کشیده شده دیده نمی‌شوند، این مسئله پیشنهاد می‌دهد که اثرات آمیختگی ماگمایی (اختلاط مکانیکی) روی انکلاوها و گرانودیوریت‌های میزبان به نسبت ضعیف بوده است (Barbarin, 2005; Farner et al., 2014).

۹- نتیجه‌گیری

حضور بافت‌های غربالی و سطوح تحلیلی در درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، کوارتزهای اوسلی، درشت‌بلورهای فلدسپار پتاسیم همراه با بافت پویی کیلیتیک

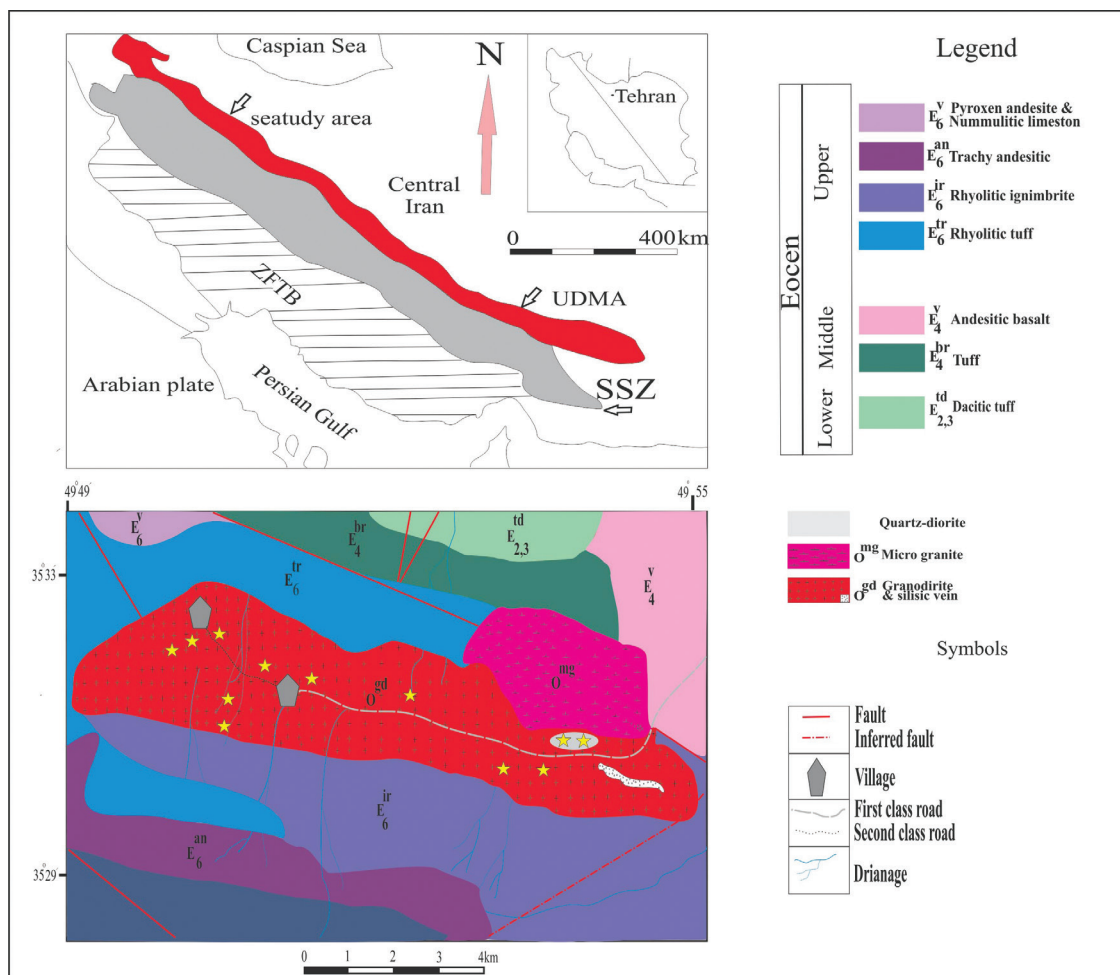
بعد فرکتال انکلاوهای میکروگرانولار مافیک در توده نفوذی ده‌بالا نشان می‌دهد که بیشتر انکلاوها با ابعاد فرکتال بالا مشخص می‌شوند ($D_{box} = 1/29$). مقادیر ابعاد فرکتال انکلاوها با نسبت لگاریتم گرانروی ماگمای فلسیک میزبان به ماگمای انکلاو، رابطه مستقیم دارد. هر چه شدت اختلاط ماگمای مافیک با ماگمای فلسیک کمتر باشد، بعد فرکتال انکلاوها و در نتیجه نسبت لگاریتم گرانروی ماگمای فلسیک میزبان به ماگمای انکلاو بیشتر است (اختلاف گرانروی میان ماگمای میزبان و انکلاو افزایش می‌یابد). انکلاوها با مقادیر بالای ابعاد فرکتال در توده نفوذی ده‌بالا، محتوای سیلیس نزدیک به ۵۶ درصد و همچنین با اختلاف گرانروی زیاد نسبت به ماگمای میزبان، به ترکیب گوشته نزدیک هستند و این امر نشان می‌دهد که کمی آمیختگی با ماگمای میزبان را تجربه کرده‌اند.

بنابراین نتایج داده‌های سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی و بعد فرکتال انکلاوها نشان می‌دهد که انکلاوها و سنگ‌های توده از دو ماگمای متفاوت منشأ گرفته‌اند؛ اما اختلاط و تبادل شیمیایی میان ماگماهای فلسیک و مافیک تا حدی سبب تعدیل اختلافات ژئوشیمیایی میان انکلاوها و سنگ‌های میزبان شده است.

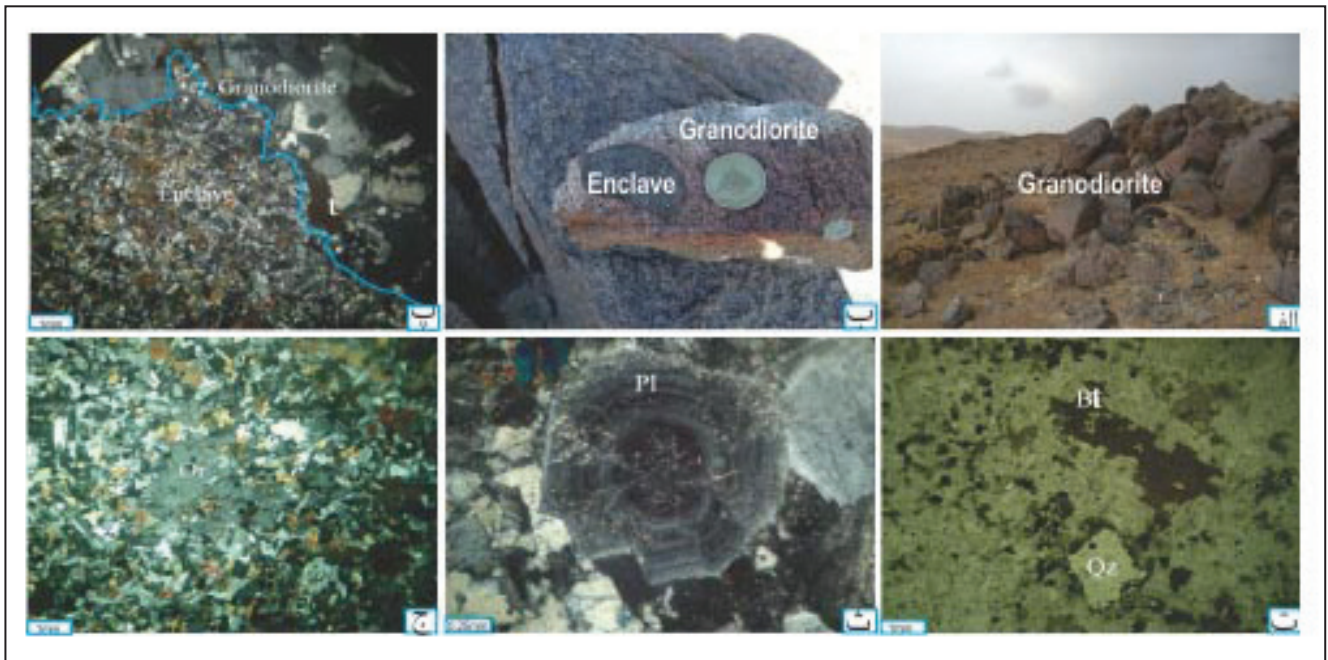
وجود بلورهای فلدسپاری که نیمی از آنها درون انکلاو و نیمی دیگر درون میزبان قرار گرفته‌اند، همگی گویای این حقیقت هستند که انکلاوها بر اثر ورود ماگمای مافیک پر دما به درون ماگمای اسیدی سردتر و اختلاط آنها ایجاد شده‌اند (Baxter and Feely, 2002).

گرانودیوریت‌ها و انکلاوهای ده‌بالا از دید محتوای برخی عناصر اصلی و فرعی با یکدیگر متفاوتند و از دید برخی عناصر نیز با هم شباهت‌هایی نشان می‌دهند. همانندی در ترکیب برخی عناصر میان انکلاوها و میزبان ناشی از انتشار و تعادل دوباره نسبی، به عنوان یک نتیجه طبیعی از مدل اختلاط / آمیختگی مورد بحث قرار گرفته است و شواهد ژئوشیمیایی مطرح شده در این پژوهش نیز در تأیید داده‌های سنگ‌نگاری، همگی نشان از رخداد اختلاط ماگمایی میان دو ماگمای مافیک و فلسیک سازنده انکلاوها و میزبان دارند.

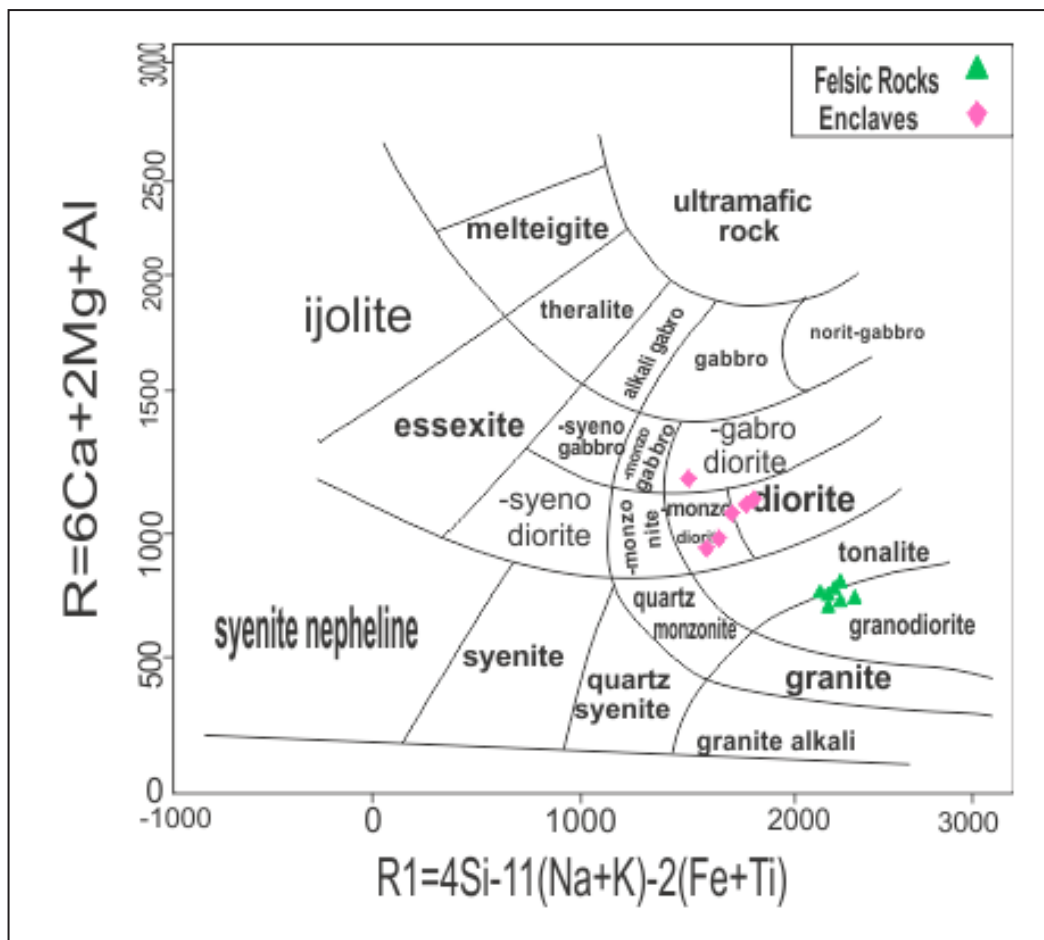
محتوای سیلیس در بیشتر انکلاوها نزدیک ۵۶ درصد است؛ که این امر نشان می‌دهد انکلاوها با ترکیب نزدیک به مذاب‌های مشتق از گوشته، کمی آمیختگی با مذاب‌های حاصل از پوسته را در خود ثبت کرده‌اند. از سوی دیگر تجزیه و تحلیل



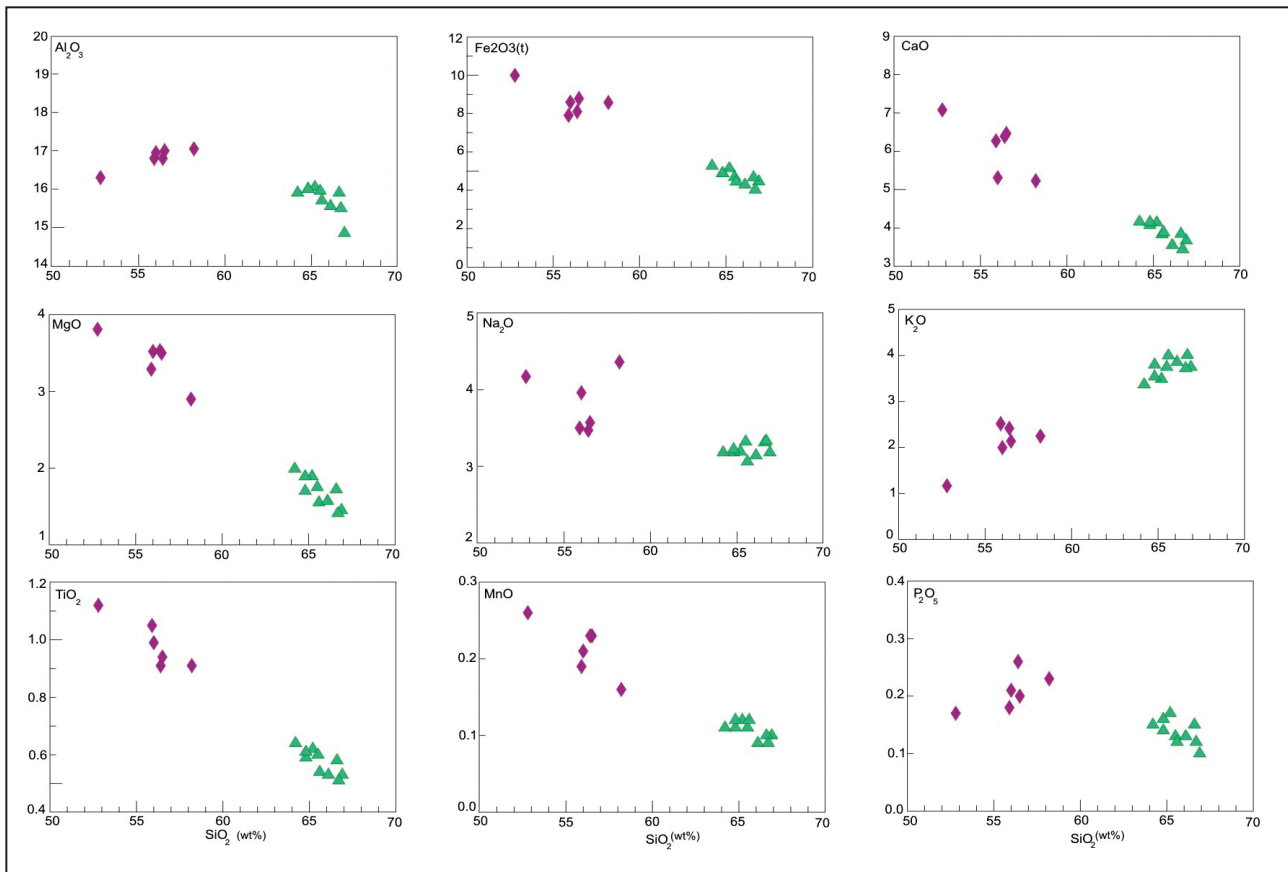
شکل ۱- نقشه ساده زمین‌شناسی منطقه ده‌بالا در جنوب باختر بوبین‌زهر، برگرفته از نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ دانسفهان (اقلیمی، ۱۳۷۸). محل برداشت نمونه‌ها با ستاره‌های زرد رنگ مشخص شده است.



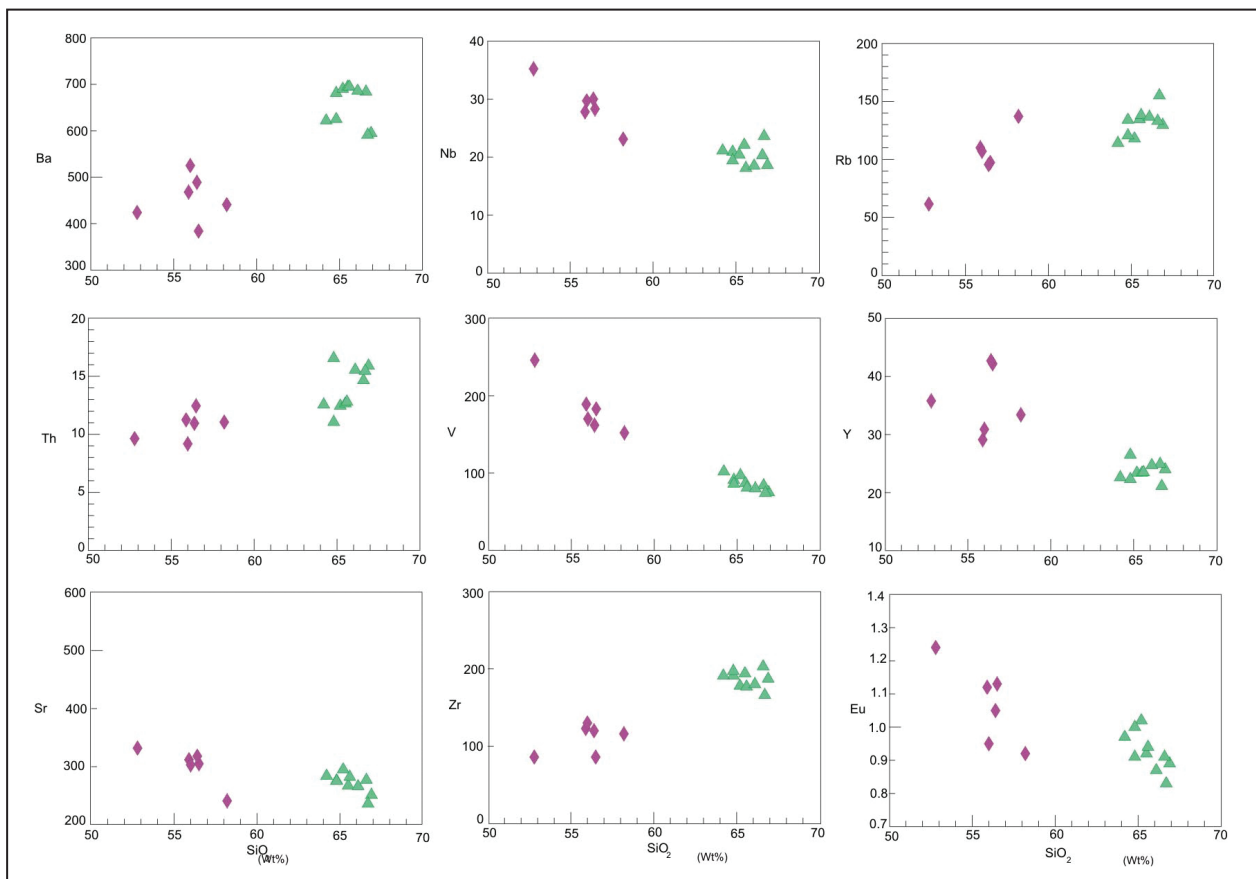
شکل ۲- الف و ب) تصاویر صحرایی گرانودیوریت‌ها و انکلاوهای ده‌بالا؛ پ) مرز میان انکلاو و گرانودیوریت میزبان (XPL)؛ ت) بلورهای بیوتیت و درشت‌بلور کوارتز که توسط حاله‌ای از بیوتیت‌های ریز کلریتی شده دربر گرفته شده‌اند (PPL)؛ ث) درشت‌بلور پلاژیوکلاز با زونینگ ترکیبی و سطوح تحلیلی (XPL)؛ ج) بلور ارتوکلاز با بافت پویی کیلیتیک در زمینه انکلاو (XPL)؛ پلاژیوکلاز؛ Bt: بیوتیت؛ Or: ارتوکلاز؛ Qz: کوارتز (Kretz, 1983).



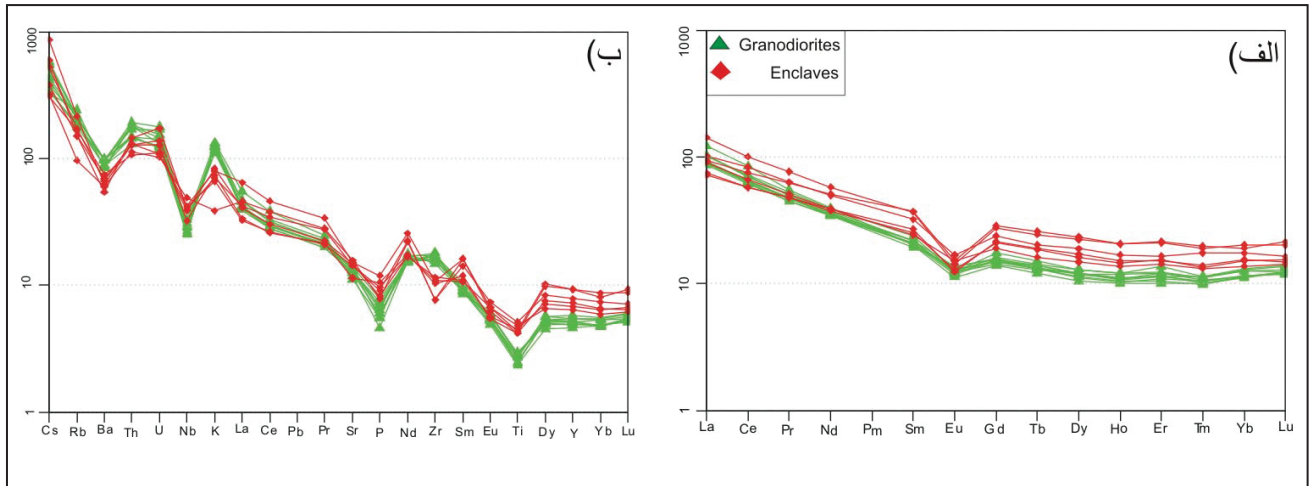
شکل ۳- رده‌بندی و نام‌گذاری سنگ‌های توده نفوذی ده‌بالا بر پایه نمودار R1-R2 (De la Roche et al., 1980). مثلث سبز واحد اسیدی و لوزی بنفش انکلاوها را نشان می‌دهد.



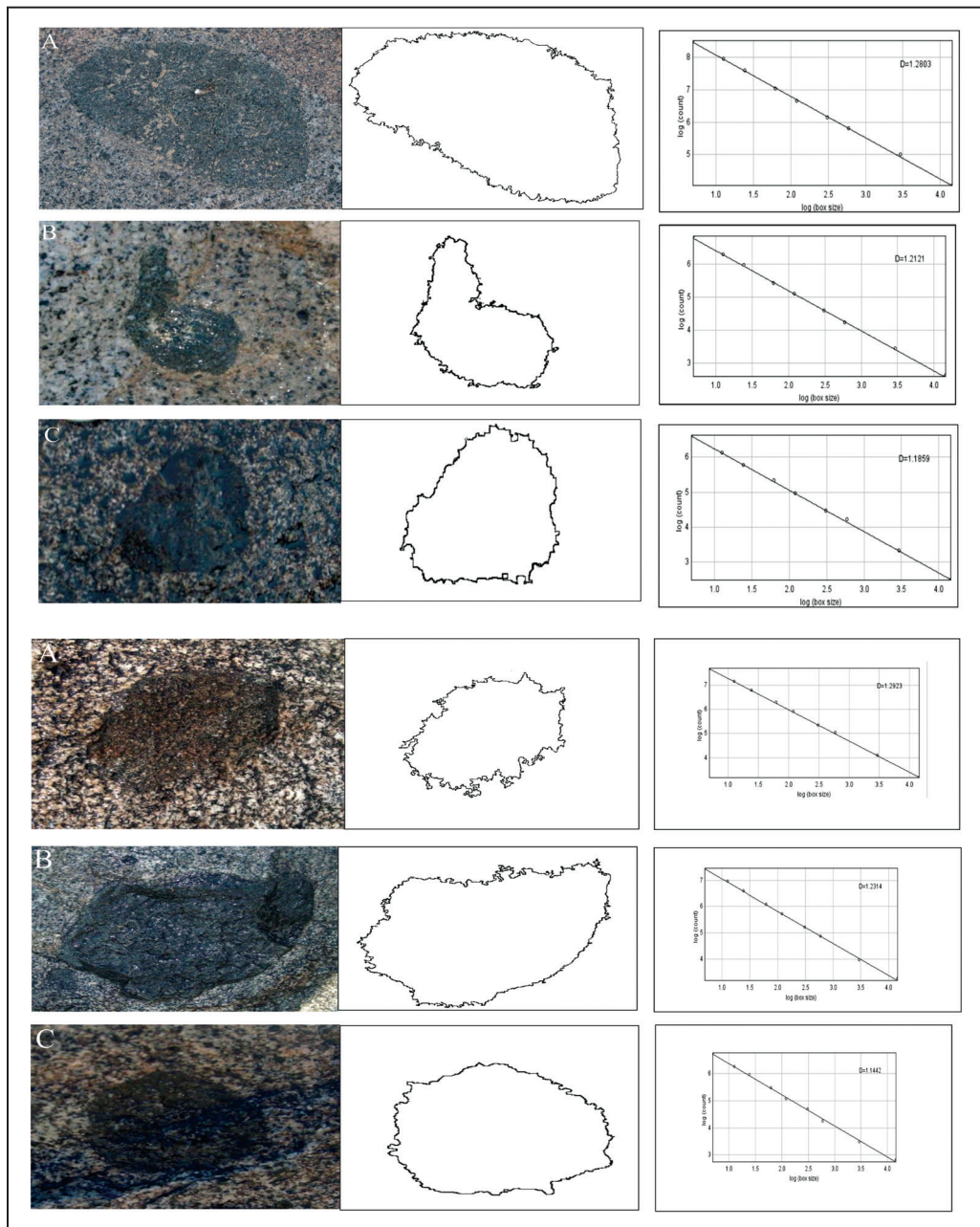
شکل ۴- موقعیت گرانودیوریت‌ها و انکلاوهای ده‌بالا روی نمودارهای تغییرات عناصر اصلی (بر پایه درصد وزنی).



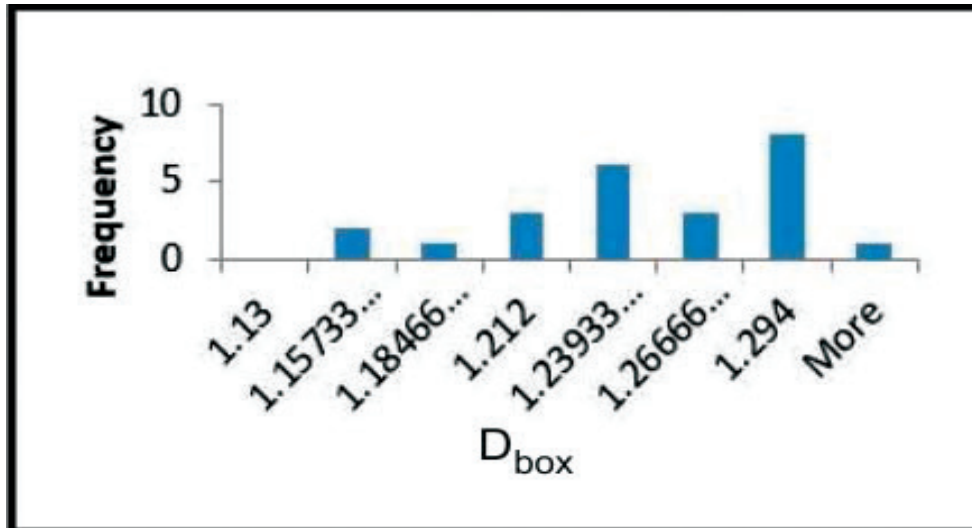
شکل ۵- نمودارهای هارکر برخی از عناصر فرعی (بر حسب ppm) در گرانودیوریت‌ها و انکلاوهای ده‌بالا.



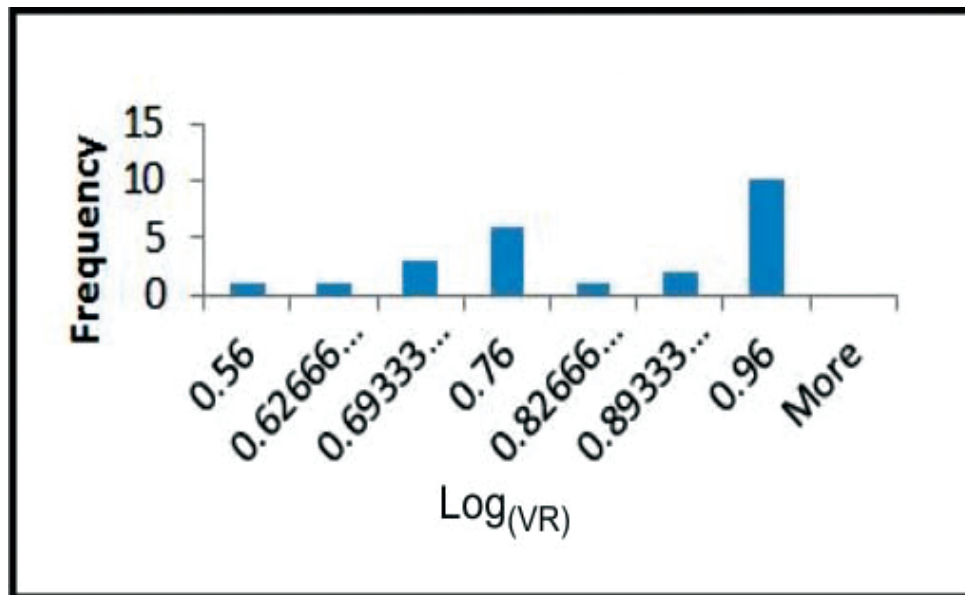
شکل ۶- الف) الگوی عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده با کندریت (Boynton, 1984)؛ ب) الگوی عناصر فرعی بهنجار شده با گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989).



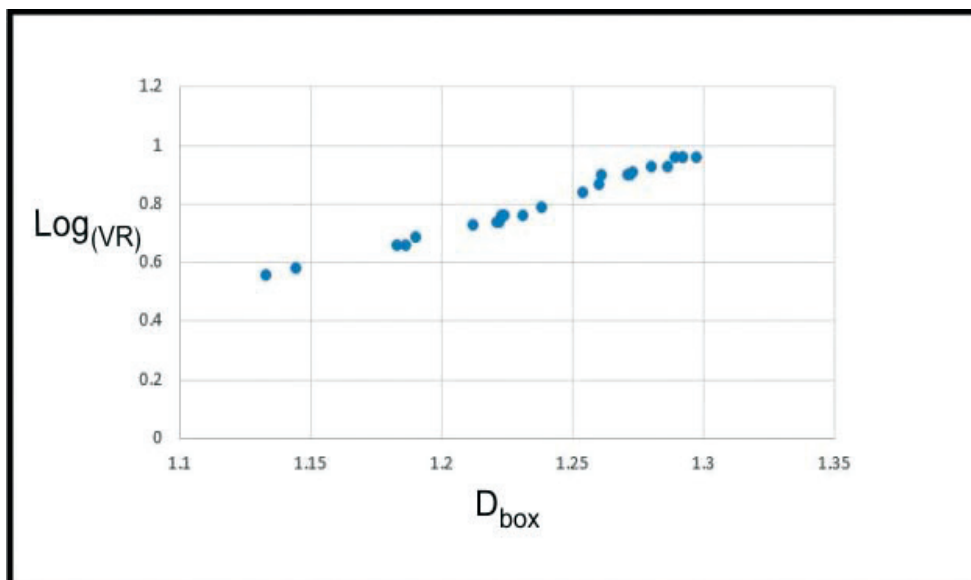
شکل ۷- نمونه‌هایی از انکلاوها و تصاویر همبندی آنها با گرانودیوریت‌های میزبان که برای هر یک، مقادیر بعد فرکتال انکلاوها با نرم افزار ImageJ محاسبه شده (D_{box}) و به صورت نمودارهای فرکتال رسم شده است.



شکل ۸- نمودار ستونی فراوانی توزیع مقادیر ابعاد فرکتال انکلاوها (D_{box}) در گرانودیوریت های ده بالا. رده $D_{box}=1/29$ بالاترین فراوانی را نشان می دهد.



شکل ۹- نمودار ستونی فراوانی توزیع مقادیر لگاریتم گرانروی $\text{Log}(VR)$ سنگ های گرانودیوریتی میزبان و انکلاوها. رده $0/96$ بالاترین فراوانی را نشان می دهد.



شکل ۱۰- نمودار تغییرات ابعاد فرکتال انکلاوها (D_{box}) در برابر نسبت لگاریتم گرانروی $\text{Log}(VR)$ برای انکلاوها در گرانودیوریت های ده بالا.

جدول ۱ - نتایج ژئوشیمیایی عناصر اصلی و فرعی و خاکی کمیاب انکلاوهای میکروگرانولار مافیک در گرانودیوریت های دهبالا.

SAMPLE	DA40	DA41	DA42	DA43	DA1	DA5
wt%						
SiO ₂	56.5	56.4	58.2	55.9	56	52.8
Al ₂ O ₃	17	16.8	17.05	16.8	17	16.3
Fe ₂ O ₃ (t)	8.78	8.1	8.57	7.9	8.59	9.99
CaO	6.46	6.39	5.23	6.27	5.31	7.08
MgO	3.5	3.53	2.9	3.29	3.52	3.81
Na ₂ O	3.57	3.47	4.36	3.5	3.96	4.17
K ₂ O	2.14	2.42	2.25	2.52	2	1.17
TiO ₂	0.94	0.91	0.91	1.05	0.99	1.12
MnO	0.23	0.23	0.16	0.19	0.21	0.26
P ₂ O ₅	0.2	0.26	0.23	0.18	0.21	0.17
Cr ₂ O ₃	<0.01	0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.01
SrO	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03
BaO	0.05	0.06	0.05	0.05	0.06	0.04
LOI	1.03	1.15	1.45	0.89	1.78	1.57
Total	100	99.76	101.4	98.57	99.6	98.5
ppm						
Ba	384	489	441	468	525	424
Ce	61.6	82.1	46.4	53.8	47	67.5
Cr	10	20	<10	<10	<10	20
Cs	4.76	3.03	6.91	4.22	2.48	2.56
Dy	7.54	7.22	5.53	4.8	5.26	6.13
Er	4.53	4.41	3.18	3.03	3.23	3.5
Eu	1.13	1.05	0.92	1.12	0.95	1.24
Ga	20.2	20.2	19.9	19.3	20.8	22.6
Gd	7.49	7.22	5.62	4.99	5.44	6.2
Hf	3	3.7	3.1	3.4	3.6	2.4
Ho	1.49	1.48	1.09	0.99	1.05	1.22
La	29.1	44.6	23.2	28.3	22.5	31.7
Lu	0.69	0.65	0.48	0.46	0.5	0.53
Nb	28.3	30	23.1	27.8	29.7	35.2
Nd	30.7	35	23.6	23.4	22.7	30.1
Pr	7.68	9.39	5.91	6.24	5.81	7.77
Rb	97.3	95.6	137	110	107	61.5
Sm	7.26	7.21	5.31	4.76	4.91	6.29
Sn	4	4	4	3	3	5
Sr	305	318	241	312	303	332
Ta	1.9	1.8	1.5	2	1.8	2.3
Tb	1.23	1.16	0.9	0.77	0.88	0.97
Th	12.5	10.95	11.05	11.25	9.18	9.63
Tm	0.65	0.62	0.45	0.43	0.44	0.57
U	3.65	2.91	2.68	2.3	2.36	2.17
V	183	162	152	189	170	246
W	264	184	281	409	382	261
Y	42.2	42.7	33.4	29.1	30.9	35.8
Yb	4	4.27	3.25	2.89	3.15	3.64
Zr	86	120	116	123	130	86
REE _(t)	176	216.2	136	146.5	132	176
Eu/Eu*	0.47	0.44	0.51	0.7	0.56	0.61

جدول ۲- نتایج ژئوشیمیایی عناصر اصلی و فرعی و خاکی کمیاب گرانودیوریت های دهبالا.

SAMPLE	DG2	DG3	DG8	DG9	DG10	DG11	DG12	DG13	DG16	DG18
wt%										
SiO ₂	67	65	65	64	65.5	64.8	65.6	66.6	66.1	66.7
Al ₂ O ₃	15	16	16	16	15.95	16	15.7	15.9	15.6	15.5
Fe ₂ O ₃ ^(t)	4.5	4.9	5.1	5.3	4.68	4.89	4.43	4.66	4.28	4.02
CaO	3.7	4.1	4.1	4.2	3.83	4.15	3.88	3.84	3.55	3.44
MgO	1.5	1.7	1.9	2	1.75	1.89	1.55	1.72	1.57	1.41
Na ₂ O	3.2	3.2	3.2	3.2	3.32	3.22	3.06	3.31	3.14	3.33
K ₂ O	3.8	3.8	3.5	3.4	3.75	3.54	4	3.72	3.86	4.01
TiO ₂	0.5	0.6	0.6	0.6	0.6	0.61	0.54	0.58	0.53	0.51
MnO	0.1	0.1	0.1	0.1	0.11	0.12	0.12	0.1	0.09	0.09
P ₂ O ₅	0.1	0.1	0.2	0.2	0.13	0.16	0.12	0.15	0.13	0.12
Cr ₂ O ₃	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
SrO	0	0	0	0	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02
BaO	0.1	0.1	0.1	0.1	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.07
LOI	0.7	0.9	1.3	1.2	1.02	1.03	1.8	0.87	1.03	1.13
Total	100	100	101	100	100.7	101	101	102	99.9	100
ppm										
Ba	595	681	690	622	695	625	695	684	686	591
Ce	52	58	52	52	49.7	50.5	56.9	56.8	52.7	68.7
Cr	<10	<10	10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Cs	4	3.5	2.7	2.7	4.48	3.37	4.67	4.39	3.02	2.61
Dy	3.9	4.2	3.8	3.6	3.95	3.69	3.86	4.19	3.92	3.36
Er	2.5	2.9	2.6	2.3	2.38	2.19	2.55	2.58	2.38	2.1
Eu	0.9	0.9	1	1	0.92	1	0.94	0.91	0.87	0.83
Ga	16	17	17	17	16.1	15.4	16.2	16.6	15.5	15.6
Gd	4	4.6	4.1	3.9	3.7	3.99	3.89	4.2	3.93	3.61
Hf	5.2	5.3	4.8	5.1	4.9	5.5	4.8	5.5	4.9	4.1
Ho	0.8	0.9	0.9	0.7	0.77	0.76	0.79	0.88	0.81	0.72
La	29	32	28	29	27.1	27.9	31.7	32.4	28.8	38.1
Lu	0.4	0.5	0.4	0.4	0.4	0.39	0.4	0.44	0.4	0.39
Nb	19	21	20	21	22.1	19.4	18.1	20.3	18.5	23.6
Nd	22	23	21	21	20.7	20.9	22.2	22.7	20.9	23.8
Pr	5.9	6.4	5.8	5.8	5.54	5.53	6.08	6.25	5.85	6.81
Rb	130	134	118	114	134.5	121	138	133	137	155
Sm	4.3	4.7	4.3	4.1	4.09	3.8	4.05	4.27	4.06	3.98
Sn	2	2	12	2	2	2	3	2	2	19
Sr	251	276	295	284	267	275	282	277	266	236
Ta	1.7	1.8	2	1.7	1.6	1.6	1.5	1.7	1.7	2.3
Tb	0.7	0.7	0.6	0.6	0.61	0.62	0.66	0.68	0.62	0.57
Th	16	17	12	13	12.65	11.1	12.8	14.7	15.6	15.5
Tm	0.3	0.4	0.4	0.3	0.34	0.32	0.35	0.36	0.37	0.33
U	3.3	3.8	2.6	2.6	3.02	2.69	2.52	3.57	3.06	2.74
V	75	91	97	102	87	86	81	84	80	74
W	495	433	734	415	363	445	628	424	639	891
Y	24	27	23	23	23.4	22.3	23.5	24.9	24.7	21.1
Yb	2.3	2.7	2.6	2.4	2.4	2.39	2.39	2.69	2.65	2.4
Zr	187	191	178	191	194	197	177	203	180	166
REE _(t)	129	142	127	127	122.6	124	137	139	128	156
Eu/Eu ⁺	0.7	0.6	0.7	0.7	0.72	0.79	0.72	0.66	0.67	0.67

جدول ۳- نتایج مقادیر بعد فرکتال انکلاوها (D_{box}) و نسبت لگاریتم گرانودیوریت‌ها و انکلاوها ($\text{Log } V_R$) در توده نفوذی دهبالا. این مقادیر توسط نرم‌افزار ImageJ به دست آمده است (مقادیر C2 تا C64 معرف سکانس‌های مربعی با اندازه‌های متفاوت هستند).

sample	C2	C3	C4	C6	C8	C12	C16	C32	C64	D_{box}	$\text{Log } V_R$
1	1530	944	679	412	296	179	128	52	22	1.224	0.77
2	935	538	395	225	162	99	68	31	14	1.212	0.74
3	5239	3223	2247	1401	954	569	390	159	60	1.286	0.95
4	632	412	281	180	131	81	56	23	11	1.183	0.67
5	901	552	376	218	159	93	66	27	12	1.254	0.85
6	1645	1024	698	416	287	173	122	54	25	1.221	0.76
7	2486	1456	999	588	400	240	173	72	30	1.271	0.9
8	2154	1268	891	535	370	210	156	61	24	1.292	0.97
9	2122	1244	880	510	348	205	143	60	24	1.292	0.97
10	3655	2251	1539	947	623	388	250	105	47	1.272	0.9
11	3598	2168	1487	883	604	363	245	103	45	1.273	0.91
12	4281	2602	1825	1080	730	432	293	120	49	1.297	0.98
13	1432	894	643	374	273	161	114	50	21	1.222	0.77
14	1066	635	453	280	202	123	85	39	17	1.19	0.69
15	1243	722	483	279	197	111	85	38	15	1.261	0.87
16	1724	1022	705	415	288	173	115	48	20	1.289	0.96
17	1744	1059	746	441	307	185	130	53	26	1.231	0.79
18	5048	2889	2006	1146	788	465	336	148	57	1.28	0.93
19	826	505	342	205	141	84	62	27	10	1.26	0.87
20	3462	2100	1474	946	678	417	283	118	49	1.223	0.77
21	755	462	320	209	144	88	69	28	12	1.186	0.68
22	934	552	379	238	163	96	71	32	12	1.238	0.81
23	857	515	381	237	161	110	70	33	17	1.144	0.59
24	1099	684	499	311	216	138	97	47	22	1.133	0.57

کتابناری

- آقباتی، ع.، ۱۳۸۳- زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۶۲۰ص.
- اقلیمی، ب.، ۱۳۷۸- نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ دانسفهان (خیراج)، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- صفرزاده، ا.، ۱۳۸۶- پتروگرافی و پترولوژی توده نفوذی حاجی‌آباد، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی، تهران.
- طیخ‌شعبانی، ا.ا.، ۱۳۶۹- پتروگرافی و پترولوژی توده‌های نفوذی جنوب بوین زهرا، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه خوارزمی، کرج.
- نوکل‌سادات، ا.ا. و هوشمندزاده، ا.، ۱۹۸۴- نقشه زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ ساوه، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

References

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spak-man, W., Monié, P., Meyer, B. and Wortel, R., 2011- Zagros orogeny: a subduction-dominated process. *Geological Magazine*, 148: 692–725.
- Alberta, H., Perugini, D. and Marti, J., 2014- Fractal Analysis of Enclaves as a New Tool for Estimating Rheological Properties of Magmas During Mixing: The Case of Montan a Reventada (Tenerife, Canary Islands). *Pure and Applied Geophysics* DOI 10.1007/s00024-014-0917-5.
- Baker, D. R., 1990- Chemical inter-diffusion of dacite and rhyolite: anhydrous measurements at 1 atm and 10 kbar, application of transition state theory, and diffusion in zoned magma chambers. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 104: 407–423.
- Barbarin, B. and Didier, J., 1992- Genesis and evolution of mafic microgranular enclaves through various types of interaction between coexisting felsic and mafic magmas. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences*, 83: 145–153.
- Barbarin, B., 1991- Enclaves of the Mesozoic calc-alkaline granitoids of the Sierra Nevada batholith, California. In: Didier J. and Barbarin B. (Eds.), *Enclaves and Granite Petrology*, Developments in Petrology, Elsevier, Amsterdam, 13: 135–154.
- Barbarin, B., 2005- Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the central Sierra Nevada batholith, California: nature, origin, and relations with the hosts. *Lithos*, 80: 155–177.

- Baxter, S. and Feely, M., 2002- Magma mixing and mingling textures in granitoids: examples from the Galway Granite, Connemara, Ireland. *Mineralogy and petrology*, 76: 63-74.
- Berberian, M. and King, G. C. P., 1981- Towards a palaeogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18: 210-265.
- Best, M., 1982- *Igneous and Metamorphic Petrology*. Freeman, San Francisco, 630pp.
- Bindeman, I. N. and Davis, A. M., 1999- Convection and redistribution of alkalis and trace elements during the mingling of basaltic and rhyolite melts. *Petrology*, 7 (1): 99–110.
- Boynton, W. V., 1984- Geochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies. In: *Rare Earth element geochemistry* (Ed. Henderson, P.), Elsevier, Amsterdam, 63-114.
- De Campos, C. P., Perugini, D., Ertel-Ingrisch, W., Dingwell, D. B. and Poli, G., 2011- Enhancement of magma mixing efficiently by chaotic dynamics: an experimental study. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 161: 863–881.
- De La Roche, H., Leterrier, J., Grande Claude, P. and Marchal, M., 1980- A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major element analyses – its relationship and current nomenclature. *Chemical Geology*, 29: 183-210.
- Debon, F., 1991- Comparative major element chemistry in various “microgranular enclave–plutonic host” pairs. In: Didier J. Barbarin B. (Eds.), *Enclaves and Granite Petrology*. Developments in Petrology, Elsevier, Amsterdam, 13: 293–312.
- Didier, J. and Barbarin, B., 1991- *Enclaves and Granite Petrology*, Developments in Petrology, Elsevier, Amsterdam, 13: 625 pp.
- Falcon, N. L., 1974- Outline of Geology of Iranian Makran. *Geography Journal*, 140: 284-291.
- Farner, M. J., Lee, C. T. A. and Putirka, K. D., 2014- Mafic-felsic magma mixing limited by reactive processes: A case study of biotite-rich rinds on mafic enclaves. *Earth planet science letter*, 393: 49-50.
- Fernandez, A. N. and Barbarin, B., 1991- Relative rheology of coeval mafic and felsic magmas: nature of resulting interaction processes. Shape and mineral fabrics of microangular enclaves. In: Didier J. Barbarin B. (Eds.), *Enclaves and Granite Petrology*, Developments in Petrology, Elsevier, Amsterdam, 13: 19–23.
- Gamble, J. A., 1979- Some relationships between coexisting granitic and basaltic magmas and the genesis of hybrid rocks in the Tertiary Central Complex of Slieve Gullion, Northeast Ireland. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 5: 297-316.
- Grogan, S. E. and Reavy, R. J., 2002- Disequilibrium textures in the Leinster Granite Complex, SE Ireland: evidence for acid-acid magma mixing. *Mineralogical Magazine*, 66 (6): 929–939.
- Johnston, A. D. and Wyllie, P. J., 1988- Interaction of granitic and basic magmas: experimental observations on contamination processes at 10 Kbar with H₂O. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98: 352-362.
- Kocak, K., Zedef, V. and Kansun, G., 2011- Magma mixing/mingling in the Eocene Horoz (Nigde) granitoids, Central southern Turkey: evidence from mafic microgranular enclaves. *Mineralogy and petrology*, 103(1-4): 149-176.
- Kouchi, A. and Sunagawa, I., 1985- A model for mixing basaltic and dacitic magmas as deduced from experimental data. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 89: 17-23.
- Kretz, R., 1983- Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 68: 277-279.
- Kumar, S. and Pieru, T., 2010- Petrography and major element geochemistry of microgranular enclaves and Neoproterozoic granitoids of South Khasi, Meghalaya: evidence of magma mixing and alkali diffusion. *Journal of Geological Society India*, 76: 345–360.
- Kumar, S., 2010- Mafic to hybrid microgranular enclaves in the Ladakh batholith, northwestern Himalaya: implications on calc-alkaline magma chamber processes. *Journal of Geological Society of India*, 76: 5–25.
- Kumar, S., Rino, V. and Pal, A. B., 2004- Field evidence of magma mixing from microgranular enclaves hosted in Palaeoproterozoic Malanjhand granitoids, central India. *Gondwana Research*, 7: 539–548.
- Leshner, C. E., 1990- Decoupling of Chemical and Isotopic Exchange during Magma Mixing. *Nature*, 344: 235-237.
- Mandelbrot, B. B., 1982- *The Fractal Geometry of Nature*. W. H. Freeman, New York.
- Mandelbrot, B., 1989- Fractal geometry: What is it, and what does it do? in: F. R. S. Fleischmann, D. Tildesley, R. C. Ball (Eds.), *Fractals in the Natural Sciences*, Princeton University Press, Princeton NJ.
- Ottino, J. M., Leong, C. W., Rising, H. and Swanson, P. D., 1988- Morphological structures produced by mixing in chaotic flows. *Nature*, 333: 419-425.
- Perugini, D. and Poli, G., 2012- The mixing of magmas in plutonic and volcanic environments: analogies and differences. *Lithos*, 153: 263–279.
- Perugini, D. and Poli, G., 2002- Chemical Diffusion in Complex Geometries during Chaotic Mixing of Magmas. *Eurogranites* (abstract), 46pp.
- Perugini, D. and Poli, G., 2004- Determination of the degree of compositional disorder in magmatic enclaves using SEM, X-ray element, maps. *European Journal of Mineralogy*, 16: 431–442.

- Perugini, D. and Poli, G., 2005- Viscous fingering during replenishment of felsic magma chambers by continuous inputs of mafic magmas: field evidence and fluid-mechanics experiments. *Geology*, 33 (1): 5–8.
- Perugini, D., De Campos, C. P., Dingwell, D. B., Petrelli, M. and Poli, G., 2008- Trace element mobility during magma mixing: preliminary experimental results. *Chemical Geology*, 256: 146–157.
- Perugini, D., Poli, G. and Mazzuoli, R., 2003- Chaotic advection, fractals and diffusion during mixing of magmas: evidence from lava flows. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 124: 255-279.
- Perugini, D., Poli, G., Christofides, G., Soldatos, T., Koroneos, A. G. and Eleftheriadis, G., 1999- Importance of magmatic interaction processes in the evolution of tertiary granitoids of Serbomacedonian and Rhodope Massifs (Northern Greece), EUG10 Journal of Conference Abstracts, 4 (1): 670.
- Rollinson, H., 1993- Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. John Wiley and Sons, New York 5.
- Rudnick, R. L. and Gao, S., 2003- Composition of the continental crust. In: Holland H.D. Turekian K.K. (Eds.), *Treatise on Geochemistry*. Elsevier, Oxford, 3:1–64 pp.
- Sawka, W. N., 1988- REE and trace element variations in accessory minerals and hornblende from the strongly zoned McMurry Meadows pluton, California. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 79: 157-168.
- Ślaby, E., Smigielski, M., Smigielski, T., Domonik, A., Simon, K. and Kronz, A., 2011- Chaotic three-dimensional distribution of Ba, Rb, and Sr in feldspar megacrysts grown in an open magmatic system. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 162: 909–927.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F., 1989- Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geological Society, London, Special Publications, 42: 313-345.
- Tate, M. C., Clarke, D. and Heaman, L. M., 1997- Progressive hybridization between Late Devonian mafic-intermediate and felsic magmas in the Megume zone of Nova Scotia, Canada. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 126: 401–415.
- Tindle, A. G., 1991- Trace element behaviour in microgranular enclaves from granitic rocks. In: Didier J. Barbarin B. (Eds.), *Enclaves and Granite Petrology*, Developments in Petrology, Elsevier, Amsterdam, 13: 13–331.
- Vernon, R. H., 1983- Restites, xenoliths and microgranitoid enclaves in granites. *Journal and proceedings of the Royal Society of New South Wales (London)*, 116: 77-103.
- Vernon, R. H., 1984- Microgranitoid enclaves in granites: globules of hybrid magma quenched in a plutonic environment. *Nature*, 309 (5967): 438–439.
- Vernon, R. H., Etheridge, M. A. and Wall, V. J., 1988- Shape and microstructures of microgranitoid enclaves: indicators of magma mingling and flow. *Lithos*, 22: 1–11.
- Vogel, T. A., Younker, L. W., Wilband, J. T. and Kampueller, E., 1984- Magma mixing: the Marsco suite, Isle of Skye, Scotland. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 87: 231- 241.
- Wang, H. Z., Chen, P. R., Sun, L. Q., Ling, H. F., Zhao, Y. D. and Lan, H. F., 2015- Magma mixing and crust–mantle interaction in Southeast China during the Early Cretaceous: Evidence from the Furongshan granite porphyry and mafic microgranular enclaves. *Journal of Asian Earth Sciences*, 111: 72-78.
- Watson, E. B., 1981- Diffusion in magmas at depth in the earth: the effects of pressure and dissolved He₂O. *Earth Planetary Science Letter*, 52: 291-301.
- Wiebe, R. A., 1973- Relation between coexisting basaltic and granitic magmas in a composite dike. *American Journal of Science*, 273: 130-151.
- Wiebe, R. A., Smith, D., Sturn, M., King, E. M. and Seckler, 1997- Enclaves in the Cadillac Mountain granite (Coastal Maine): samples of hybrid magma from the base of the chamber. *Journal of Petrology*, 38: 393–426.
- Xiong, F. H., Ma, C. Q., Zhang, J. Y. and Liu, B., 2011- The origin of mafic microgranular enclaves and their host granodiorites from East Kunlun, Northern Qinghai–Tibet Plateau: implications for magma mixing during subduction of Paleo-Tethyan Lithosphere. *Mineralogy and Petrology*, 104: 211–224.
- Yang, J. H., Wu, F. Y., Wilde, S., Xie, L. W., Yang, Y. H. and Liu, X. M., 2007- Tracing magma mixing in granite genesis: in situ U–Pb dating and Hf-isotope analysis of zircons. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 153: 177–190.
- Zhao, K. D., Jiang, S. Y., Yang, S. Y., Dai, B. Z. and Lu, J. J., 2012- Mineral chemistry, trace elements and Sr⁸⁷/Nd¹⁴³/Hf isotope geochemistry and petrogenesis of Cailing and Furong granites and mafic enclaves from the Qitianling batholith in the Shi-Hang zone, South China. *Gondwana Research*, 22: 310–324.

Geochemistry and fractal analysis of enclaves in the Dehe Bala granodioritic pluton in order to investigate magma hybridization processes

Z. Gharamohammadi¹, A. Kananian^{2*} and M. Eliassi³

¹M.Sc., School of Geology, College of Sciences, University of Tehran, Tehran, Iran

²Professor, School of Geology, College of Sciences, University of Tehran, Tehran, Iran

³Associate Professor, School of Geology, College of Sciences, University of Tehran, Tehran, Iran

Received: 2016 August 31

Accepted: 2016 December 04

Abstract

The Dehe Bala pluton is exposed approximately 45 km south-west of Boein Zahra town, Qazvin province. This pluton includes several mafic microgranular enclaves (MMES) with ellipsoidal and rounded shapes and varying sizes (from a few centimeters up to 30 cm). The MMEs are composed of diorite, monzodiorite and diorite-gabbro while the host rocks comprise mainly granodiorite. The presence of disequilibrium textures in enclaves, such as plagioclase phenocrysts with repeated resorption surfaces and sieve texture, quartz ocelli and acicular apatite, suggest a variety of magma mixing processes affecting the Dehe Bala pluton. The distribution of major, trace and rare earth elements apparently reflect exchange between the MMEs and the felsic host rocks. Unusual REE enrichment of the enclaves compared to the country rocks can be attributed to significant differences in their parent magma compositions. The complexity of the morphology of the enclaves (fractal dimension) caused by magma mixing processes. Fractal dimensions of the enclaves vary between 1.14 to 1.29. The frequencies of $D_{\text{box}} = 1.29$ is the highest frequency in histogram. According to the fractal dimensions of enclaves, the logarithm of the viscosity ratio between the host granodiorite and the enclave ranges between 0.56 to 0.96 with most values clustering around 0.96. The most of enclaves in the Dehe Bala pluton characterized by silica content around 56 wt% and a high fractal dimension. These evidence confirmed the occurrence of slight hybridization between the mafic enclave magma and surrounding felsic magma, causing increasing of viscosity difference between the host granodiorite and the enclave magmas.

Keywords: Mafic microgranular enclaves, Granodiorite, Magma mixing, Fractal dimensions, Viscosity.

For Persian Version see pages 295 to 308

*Corresponding author: A. Kananian; E-mail: kananian@khayam.ut.ac.ir